干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000-6060.2019.06.04

天山北麓两次暴雪天气对比分析①

牟 欢[1], 赵 丽[2], 孙硕阳[3], 汤 浩[1], 贾 健[4]

(1 新疆维吾尔自治区气象台,新疆 乌鲁木齐 830002; 2 新疆信息工程学校,新疆 乌鲁木齐 830013;
3 南京信息工程大学滨江学院,江苏 南京 210044; 4 乌鲁木齐市气象局,新疆 乌鲁木齐 830002)

摘 要: 利用常规气象观测资料、NCEP/NCAR 1°×1°(美国气象环境预报中心—NCEP 和美国国家大气研究中心—NCAR)再分析资料、全球同化系统(GDAS)数据、引入基于拉格朗日方法的气流轨迹模式(HYSPLIT_v4.9)、FY-2E 卫星资料、多普勒雷达产品,对 2014 年 2 月和 2016 年 3 月天山北麓的两次暴雪天气过程进行了诊断分析。结果表明:两次暴雪过程的降雪落区均是出现在 500 hPa 槽前、低层切变或辐合区、高层辐散区、温度平流梯度在垂直方向大值区、相当黑体亮度温度(*TBB*)中心边缘的梯度较大处重叠区域。通过诊断发现,2016 年暴雪天气的暴雪区上空有类似于暴雨过程的湿对称不稳定存在,使得大气潜在不稳定能量较大,为暴雪提供了不稳定机制。而在 2014 年暴雪天气中没有发现湿对称不稳定,说明条件对称不稳定并不是造成暴雪的唯一原因,还可能受别的不稳定机制或动力因子、热力因子影响,但其对单位时间内降雪强度有明显的增幅作用。分析雷达回波特征的演变发现,雷达回波中心的强度、持续时间、范围与强降雪中心的变化一致。

关 键 词: 天山北麓;暴雪;湿位涡;诊断

冬季和初春是新疆暴雪频发的季节,随着全球增暖暴雪日数呈增加趋势,北半球中高纬地区极端气候时间的强度和频率增加,冬季降雪量和暴雪发生频率也有所增加[1-3],近几年新疆降水异常也进一步加剧[4-5]。2009 年 12 月~2010 年 3 月北疆地区出现了 60 a 一遇的暴雪天气过程,大部分地区累计降雪量超过 50 mm,部分测站累计降水量突破历史同期极大值。2015 年 12 月 11 日乌鲁木齐出现了 46.3 mm 的极端降雪,超过历年冬季平均降雪量 40.1 mm。新疆地处中纬度地区,既有西风带天气系统和极地冰洋系统的影响,又有副热带天气系统的影响。春季为冬、夏季的过渡季节,极锋锋区和副热带锋区共同影响新疆[6-7],易发生爆发性强的致灾天气。

国内学者对暴雨天气的研究较多,对暴雪天气[8-15]的研究较少,而对于中纬度干旱半干旱地区暴雪天气的研究则更少。目前对暴雪天气基本是从短期天气过程、水汽特征、降雪过程诊断、数值模拟、强降雪的时间或空间分布特征等方面进行的研究。杨晓霞等[16]对比分析两次雨转雪过程中 NCEP/NCAR 再分析数据、卫星、自动站、GPS/MET 遥感大气水汽等资料后发现,暴雪过程中高低空系统的移动和配合,对于暴雪的时间和强度有明显的影响。史玉光等[17]利用 NCEP/NCAR 再分析逐日资料,分析了近 40 a 新疆地区对流层不同层次的空中水汽输送特征。指出水汽输送量夏季最大,冬季最小,而水汽的净收支量自 1976 年后无明显变化。赵俊荣等[18-19]通过对中尺度云团的演变分析发现,新疆北部暖区暴雪过程中相当黑体亮度温度 *TBB*≤-60 ℃的中-β 尺度云团和中-α 尺度云团是造成暖区暴雪的主要系统,在云团 *TBB* 中心边缘及 *TBB* 等值线梯度最大处,且强回波中心的范围和小时降雪强度及范围较一致。庄晓翠等[20]从中尺度方面对新疆西部一次暴雪过程的特征进行了分析,认为低空急流的最低高度及厚度与降雪的出现时间和最强降雪时段有密切关系。本文从天山北麓两次暴雪过程的

① **收稿日期:** 2018-12-29; **修订日期:** 2019-03-11
基金项目: 中国气象局预报员专项(CMAYBY2017-083)资助
作者简介: 牟欢(1982-),男,高级工程师,学士,从事中短期天气预报和研究. E-mail:213de88@163.com
通讯作者: 汤浩. E-mail:tanghao72@163.com

环流特征和动力、热力、水汽等方面进行对比分析,旨在找出持续稳定的暴雪与短时间爆发性强的暴雪之间的差异。相比持续性的暴雪,短时间内的暴雪天气有预报难度大、爆发性强、局地降雪大等特点,因此对降雪的落区和起始时间都难以预测。

1　研究区概况与资料与方法

1.1　资料与方法

本文资料为2014年2月23~26日和2016年3月1~4日气象观测资料、NCEP/NCAR 1°×1°再分析资料、全球同化系统(GDAS)数据、FY-2E卫星资料、多普勒雷达产品。计算不同层次的等压面、风场、水汽通量散度、比湿、温度平流、垂直速度、湿位涡等物理量,使用天气学诊断的方法对两次暴雪天气进行诊断分析。根据新疆本地的降雪标准,6.1 mm≤日降雪量≤12.0 mm为大雪;日降雪量≥12.1 mm为暴雪。

HYSPLIT-4.9是由美国国家海洋和大气管理局的空气资源实验室联合澳大利亚气象局共同研发的一种用于计算大气污染物输送、扩散轨迹的专业模型,近些年常被气象研究人员用于追踪水汽来源,可以客观动态的反映远距离水汽来源路径。

湿位涡可以较好的表征中高纬大气的动力、热力属性。在静力平衡绝热无摩擦的条件下,ROSSBY[21]验证了饱和大气的湿位涡(*MPV*, Moist Potential Vorticity)具有守恒性。*MPV*方程由湿正压项(*MPV*1)和湿斜压项(*MPV*2)组成,*MPV*1是空气块绝对涡度的垂直分量和相当位温垂直梯度的乘积,当惯性稳定和对流稳定时,*MPV*1>0;*MPV*2为湿斜压项,由水平风的垂直切变和相当位温的水平梯度的决定。在湿位涡守恒的制约下,由于湿等熵面倾斜,风的垂直切变或湿斜压性的增大,能引起垂直涡度的显著发展,有利于强降雪的发生。当$MPV<0$时表示饱和湿空气处于对称不稳定的状态。湿位涡单位:1 PVU=10^{-6} $m^2\cdot s^{-1}\cdot K\cdot kg^{-1}$。

*P*坐标系中的湿位涡方程如下:

$$MPV \approx -g\left(\zeta+f\right)\frac{\partial\theta_e}{\partial p}+g\left(\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial y}\right) \quad (1)$$

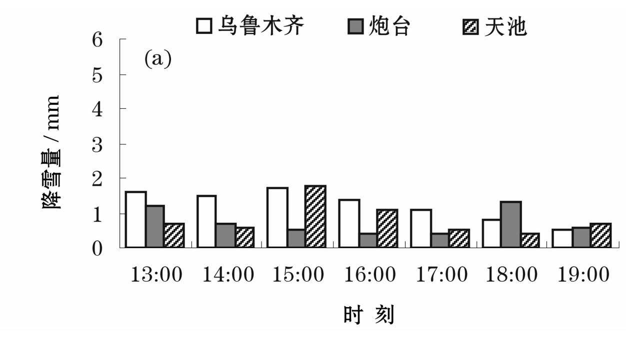
$$MPV1=-g\left(\zeta+f\right)\frac{\partial\theta_e}{\partial p} \quad (2)$$

$$MPV2=g\left(\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial y}\right) \quad (3)$$

式中:g为重力加速度;θ_e为相当位温;ζ为相对涡度,当$\zeta>0$表示气旋式旋转,当$\zeta<0$则表示反气旋式旋转;f为牵连涡度;$(\zeta+f)$表示惯性稳定性,大于0为稳定,反之为不稳定;$\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial p}\right)$表示对流稳定性,大于0为不稳定,反之为稳定。

1.2　降雪实况

2014年2月23~26日(以下简称20140223暴雪天气)和2016年3月2~3日(以下简称20160302暴雪天气)在北疆大部出现了降雪,强降雪中心均出现在天山北麓。20140223暴雪天气共20个测站出现大雪或暴雪。降雪中心(图1a)乌鲁木齐、炮台、天池降雪量分别为13.8 mm、13.1 mm、11.0 mm,多站过程最大小时降雪量不超过1.8 mm。20160302暴雪天气的暴雪主要集中在3月3日5:00~11:00出现,共18个测站出现大雪或暴雪。具有降雪时间短,小时降雪量大的特点,预报难度极大。降雪中心(图1b)阜康、玛纳斯、乌鲁木齐降雪量分别为14.8 mm、14.3 mm、11.0 mm,多站过程最大小时降雪量超过4.0 mm,超过或接近自动站



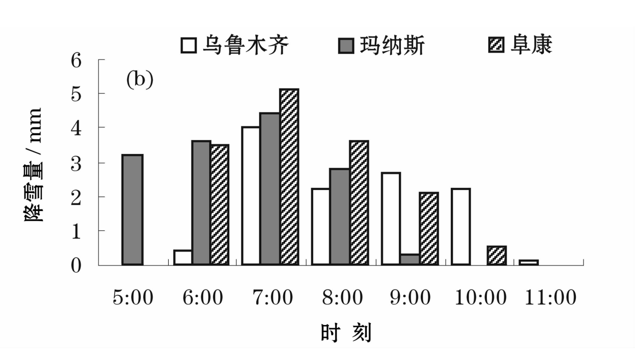


图1　2014年2月24日13:00~19:00(a)和2016年3月3日5:00~11:00(b)暴雪中心小时降雪量变化

Fig. 1　Hourly snowfall changes in blizzard center at 13:00~19:00 on February 24th, 2014 (a) and 5:00~11:00 on March 3rd, 2016 (b)

小时降雪量记录的极值，天山北麓的部分测站积雪深度超过 20 cm。

2 环流形势及影响系统分析

两次暴雪天气过程主要的影响系统（图 2）为 500 hPa 冷槽、700 hPa 和 850 hPa 的切变线、高空及低空急流。从环流形势演变看，前期 500 hPa 上欧洲脊向北发展，脊前西北风带建立后引导极锋急流南下使得冷槽经向度加大，当欧洲脊衰退，冷槽东移造成了北疆的降雪天气。当低空西北或偏北气流到

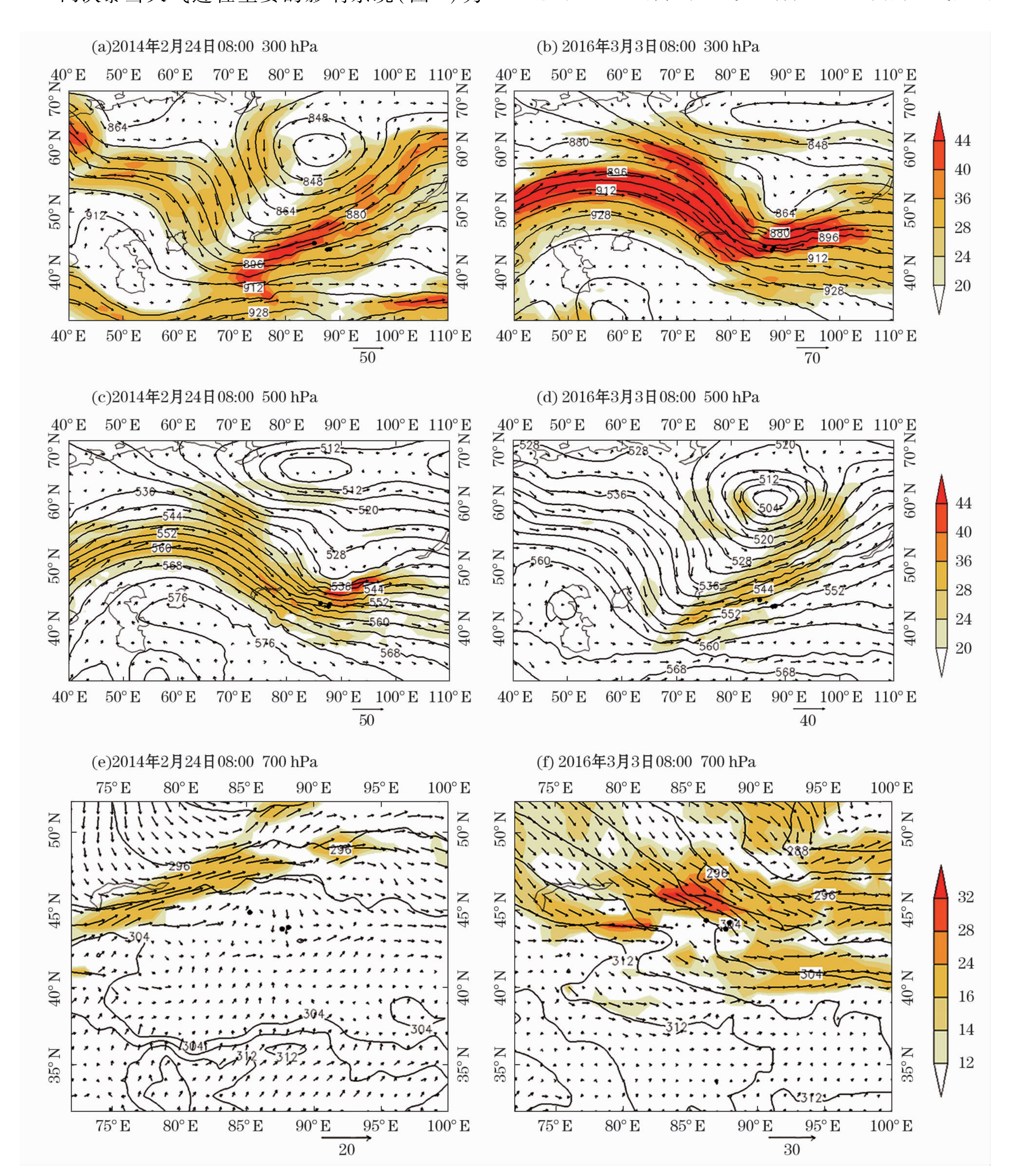


图 2 300 hPa，500 hPa，700h Pa 位势高度（实线，单位：dagpm）、风场（单位：m · s^{-1}）和暴雪中心（·为暴雪中心）

Fig. 2 Geopotential height (solid line, unit: dagpm) and wind vector (units: m · s^{-1}) at 300 hPa, 500 hPa, 700 hPa and blizzard center (·)

达天山北麓,配合天山的阻挡形成了地形辐合,有利于能量和水汽的汇聚。两次暴雪的不同在于,20140223 暴雪天气中 500 hPa 冷槽的位置更偏南且移速缓慢,槽前为强的西南急流。北疆 300 hPa 西南急流、700 hPa 西北急流中心的最大风速分别为 44 $m \cdot s^{-1}$和 18 $m \cdot s^{-1}$,急流无明显耦合作用,乌鲁木齐站 850 hPa 与 500 hPa 的最大温度差达 24 ℃。20160302 暴雪天气,500 hPa 槽的移动速度较快,槽前为强的偏西急流。北疆 300 hPa 急流、700 hPa 急流中心的最大风速分别为 54 $m \cdot s^{-1}$和 30 $m \cdot s^{-1}$,2016 年 3 月 3 日 08:00 天山北麓位于高空急流入口区的右侧,有利于高空辐散和正涡度平流输送。张俊兰[4]对 2002—2012 年北疆典型暴雪天气过程的研究后发现,北疆上空最强暴雪出现前 700 hPa 低空急流可达 28 $m \cdot s^{-1}$,低空急流的强弱与暴雪强度有较好的对应关系。而 20160302 暴雪天气的高空、低空急流中心风速均明显强于 20140223 暴雪天气,乌鲁木齐站 850 hPa 与 500 hPa 的最大温度差达 31 ℃,因此,20160302 的暴雪天气中低层的大气热力层结更加不稳定,为暴雪的发生提供了更有利的环境场。

3　动力及热力条件对比分析

3.1　垂直环流特征

沿暴雪区域中心的 87°E 做垂直速度和垂直环流的剖面发现。两次暴雪天气过程前期,低层为下沉气流并形成稳定逆温,有利于不稳定能量的积累。两次暴雪天气不同之处在于,20140223 暴雪天气 24 日 14:00(图 3a),随着降雪的出现,850 hPa 以上的中高层大气以偏南气流为主,暴雪区 850 hPa 以下有偏北气流,前期的下沉气流转为 20×10^{-2} $m \cdot s^{-1}$ 的弱上升气流,此时在暴雪区上空的垂直运动达到最强,中低层形成正热力环流。20160302 暴雪天气 3 日 08:00(图 3b),大气垂直结构为强盛的偏北气流。受高空急流的影响,暴雪区位于高空急流入口区的右侧,45°~48°N 之间 300~600 hPa 的高空形成了一支强盛的反热力环流,上升气流中心速度为 80×10^{-2} $m \cdot s^{-1}$。当低空强的西北急流到达天山北麓后,由于高山的阻挡作用使得低层气流迅速抬升,在 44°N 附近地面至 500 hPa 之间的上空形成了另外一支上升气流,上升气流中心速度为 70×10^{-2} $m \cdot s^{-1}$。这支位置较偏南且高度较低的上升气流正好位于暴雪区上空。由于高低空急流的相互作用和地形的阻挡使得暴雪区上空高层辐散、低层辐合明显,并造成的强烈的上升运动,这也是 20160302 暴雪发生的重要原因。

3.2　垂直热力条件分析

温度平流可以较好的表征暴雪区上空的温度层结变化,沿暴雪区的 87°E 做温度平流的垂直剖面图(图 4)。两次暴雪天气降雪前期,由于受弱偏东气流的影响,天山北麓 850 hPa 以下为约 10×10^{-5} $K \cdot s^{-1}$弱暖平流,从 T-ln$P$ 图上发现从地面到 850 hPa 附近的高度均有 6 ℃左右的逆温层,有利于低层大气不稳定层结的形成。不同点是,降雪出现时,20140223 暴雪天气的最强冷平流出现在 500 hPa 附近的高空,而暴雪区低层的冷平流较弱,产生了较弱的垂直温度梯度。20160302 暴雪天气的最强冷平流出现在 850 hPa 以下,中心最大值达 -40×10^{-5} $K \cdot s^{-1}$,天山北麓 700 hPa 有西南气流,在暴雪区中低层有中心为 20×10^{-5} $K \cdot s^{-1}$暖平流,暖平流上方为弱冷平流,形成了上下冷,中间暖的夹心结构。这样的结构使得垂直方向的温度梯度明显增大,所以 20160302 暴雪天气低层的大气层结更加不稳定。

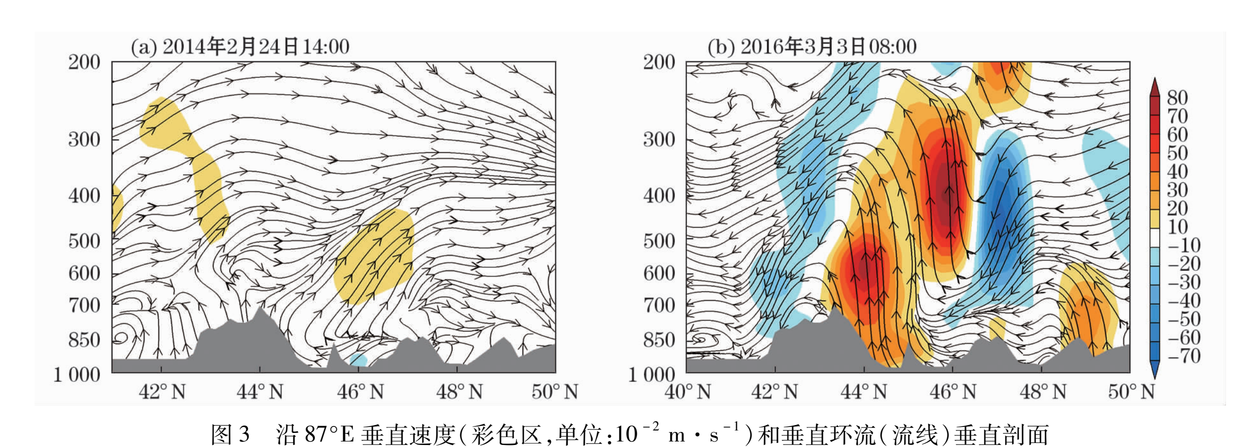


图 3　沿 87°E 垂直速度(彩色区,单位:10^{-2} $m \cdot s^{-1}$)和垂直环流(流线)垂直剖面

Fig. 3　Vertical cross-section of vertical velocity (color area, unit: 10^{-2} $m \cdot s^{-1}$) and vertical circulation (streamline) along 87°E

3.3 垂直湿位涡分布

湿位涡可以从水汽、不稳定能量和动力条件等方面诊断强天气[22]。沿87°E做两次暴雪天气的湿位涡垂直剖面图(图5)。发现在两次暴雪天气前期,较高纬度的高层有强的正位涡向较低纬度的低层传递。降雪发生时,中低层湿位涡的负值区对降雪增幅有贡献。当高层强的正位涡底部降低至地面附近时,降雪趋于结束。两次暴雪天气的不同之处,

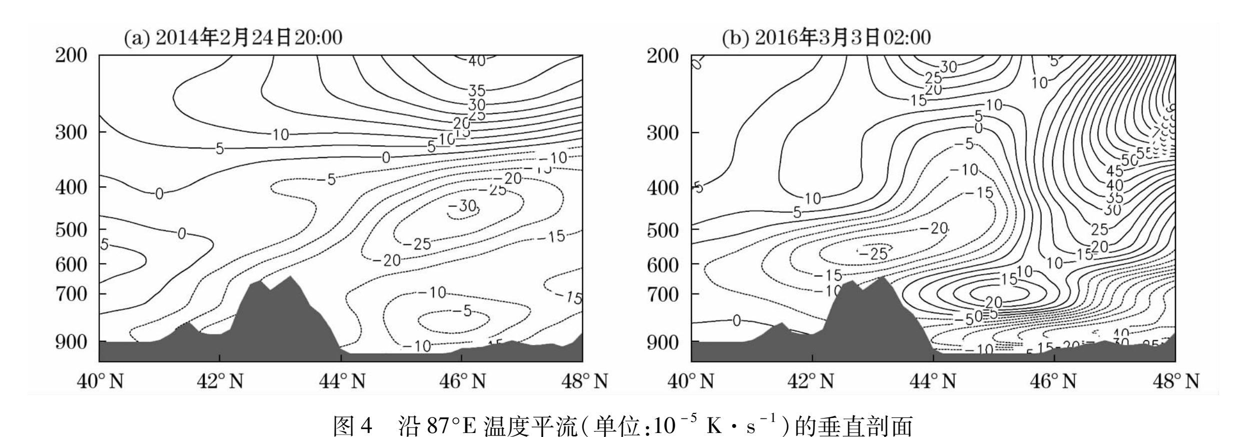


图4 沿87°E温度平流(单位:10^{-5} K·s^{-1})的垂直剖面

Fig. 4 Vertical cross-section of temperature advection (unit: 10^{-5} K·s^{-1}) along 87°E

图5 湿位涡(单位:0.1 PVU)和绝对涡度(彩色区,单位:10^{-5} s^{-1})沿87 °E的垂直剖面

Fig. 5 Vertical cross-section of *MPV* (unit: 0.1 PVU) and vorticity (units: 10^{-5} s^{-1}) along 87°E

2014 年 2 月 24 日 20:00,暴雪区上空 *MPV*1 >0,而 *MPV*2 <0,中心为 -0.9 PVU,此时湿位涡(*MPV*)负值由 *MPV*2 贡献。2016 年 3 月 3 日 08:00,图 5f 在 700 hPa 高度附近有绝对涡度负值区,有惯性不稳定存在。同时相应区域还有 *MPV*1 的负值区,中心为 -0.8 PVU,说明有暖湿平流。*MPV*2 在暴雪区的 850 hPa 以下有中心为 -1.2 PVU 的负值区,有较强的斜压性。在彩色区 *MPV*1 绝对值大于 *MPV*2 的绝对值,说明有湿对称性不稳定存在。*MPV* 在高空 900 hPa 至 550 hPa 的等值线梯度相对密集的零线附近为冷暖空气的交汇处。综上分析发现,两次暴雪天气均与湿位涡的负值区有较好的对应关系,但不同的是,20140223 暴雪天气以斜压性不稳定降水为主。20160302 暴雪天气有湿对称性不稳定存在,中低层的湿位涡较 20140223 暴雪天气更强,大气潜在不稳定能量较大。

4　水汽源地、路径及强度

4.1　水汽源地和轨迹

通过对暴雪中心地面以上 1 000 m、2 000 m、3 000 m高度做为轨迹模拟的起始高度,分别对 20140223 过程(图 6a)暴雪中心乌鲁木齐(43.78°N,87.65°E);20160302 过程(图 6b)暴雪中心阜康(44.17°N,87.92°E)向后 120 h 做轨迹模拟。分析后发现,20140223 暴雪天气不同高度的湿空气由里海和黑海经过巴湖(巴尔喀什湖简称巴湖)南侧由 3 条较分散的轨迹进入北疆。1 000 m 高度湿空气到达塔城北部后由西北气流输送至乌鲁木齐,而 2 000 m和 3 000 m 高度湿空气经伊犁河谷由偏西气流输送至乌鲁木齐,随后 2 月 23 日 14:00 ~24 日 08:00 在 2 000 m 高度汇合;20160302 暴雪天气地面以上 1 000 m、2 000 m、3 000 m 高度的湿空气分别经过大西洋、巴伦支海、地中海、巴湖附近的水域后向暴雪区输送。不同区域和不同高度的湿空气沿偏北和西北路径输送至巴湖上空后汇合加强,再随着低空西北急流到达暴雪区中心。3 月 3 日 06:00 ~08:00,不同高度湿空气在 1 000 m 附近的高度出现了短时间的汇聚,与暴雪中最大小时降雪量出现的时间一致。

4.2　水汽辐合

沿两次暴雪区中心 44°N 做水汽通量散度的垂直剖面(图 7),发现两次暴雪天气过程的最强水汽通量散度和比湿均出现在降雪前的低层。20140223 暴雪天气在 2 月 23 日 20:00,低层水汽的辐合区从 81°E 东扩至暴雪中心的 86°E 附近,辐合区的水平和垂直空间尺度均较小,水汽通量散度中心约为 -5×10^{-7} g · cm^{-2} · hPa^{-1} · s^{-1},比湿中心达 4 g · kg^{-1}。20160302 暴雪天气在 3 月 3 日 02:00 水汽的辐合达到最强,辐合区从 81°E 东扩至 93°E,水汽通量散度的中心位于暴雪中心的 82°E ~ 83°E 和 85°E ~87°E 两个区域 900 hPa 的高度,两个辐合中心均达到 -30×10^{-7} g · cm^{-2} · hPa^{-1} · s^{-1},并且在辐合中心附近对应有中心为 6.5 g · kg^{-1} 比湿高值区。综上所述可知,当低空西北急流携带充足的水汽到达天山北麓后产生了强烈的水汽辐合。对比两次暴雪过程中暴雪区上空水汽辐合区的厚度、强度和比湿发现,20160302 暴雪的水汽条件均明显比 20140223 暴雪强,这与 4.1 节中利用轨迹模拟分析出的结果较一致。

5　云图及雷达特征分析

5.1　云图特征分析

20140223 暴雪天气降雪的 2 月 24 日08:00,从帕米尔高原至蒙古有 *TBB*≤ -36 ℃的天气尺度云系,呈东北—西南向带状分布,云体结构较松散,其内部有 4 个 *TBB*≤ -48 ℃的中 尺度云团。随着天气系统的发展,2 月 24 日 15:00(图 8a),*TBB*≤ -36 ℃的云系向东北移动到阿克苏北部至阿勒泰东部间的地区,中 尺度的云团中心 *TBB* 增强至 -48 ℃进入天山北麓中部,暴雪中心正位于云团 *TBB* 中心边缘的 *TBB* 等值线梯度较大处,暴雪区的小时降雪量也相对增大。20160302 暴雪天气的 3 月 3 日 04:30,云系已经发展成为比较成熟的斜压叶状云,强烈的高空偏西急流使得云系尾部出现“V”型缺口,*TBB* ≤ -48 ℃的中 尺度云团位于天山北麓中部并呈东—西带状分布。到 3 月 3 日 05:30(图 8b),云团仍位于天山北麓中部,云系移动缓慢,但其云系中心 *TBB* 强度增强至≤ -54 ℃,达到过程中的最强阶段。到 3 月 3 日 09:30,云系主体向东移动,暴雪中心 *TBB* 减弱至 -40 ℃,且范围明显缩小,暴雪中心小时降雪量也明显减小。以上分析结果表明,两次暴雪中心均出现在云团 *TBB* 中心边缘的梯度较大处,中心云系的移动路径、发展、消亡与暴雪区降雪的 范围、强度、维持时间呈正相关。但20160302暴

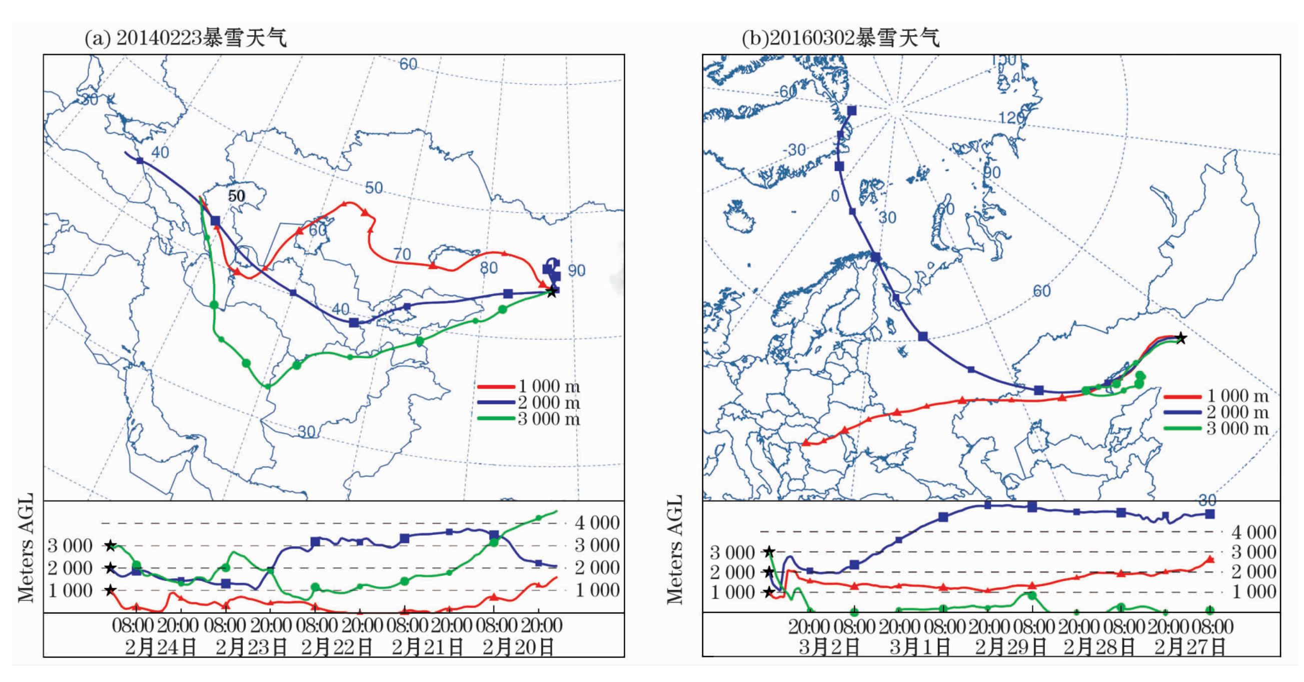


图 6　暴雪站 1 000 m、2 000 m、3 000 m 高度空气质点 120 h 后向轨迹

Fig. 6　Air particles backward trajectories in 120 hours of three levels (1 000 m, 2 000 m, 3 000 m) above blizzard stations

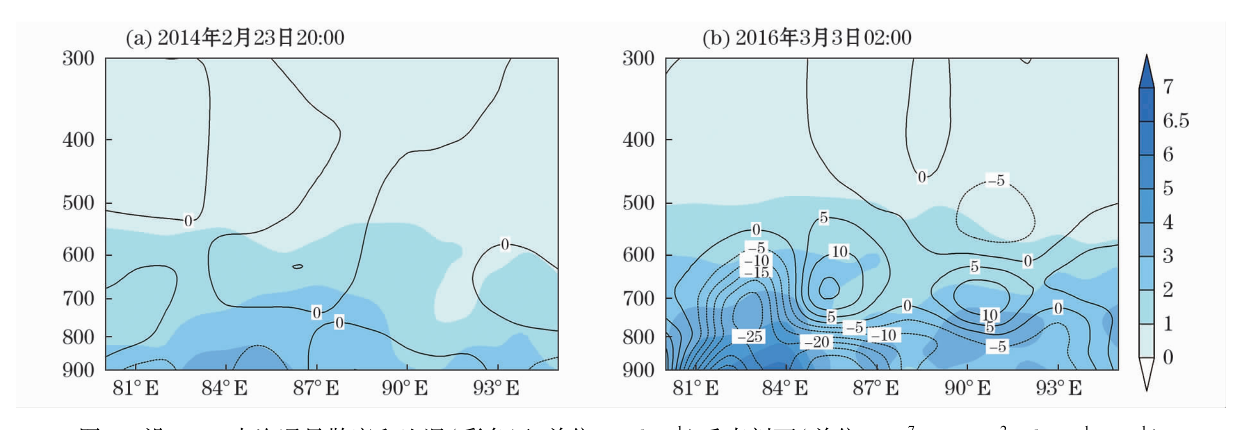


图 7　沿 44°N 水汽通量散度和比湿(彩色区,单位:$g \cdot kg^{-1}$)垂直剖面(单位:10^{-7} $g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$)

Fig. 7　Vertical cross-section of moisture flux divergence (unit: 10^{-7} $g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$) and specific humidity (color area, units: $g \cdot kg^{-1}$) along 44°N

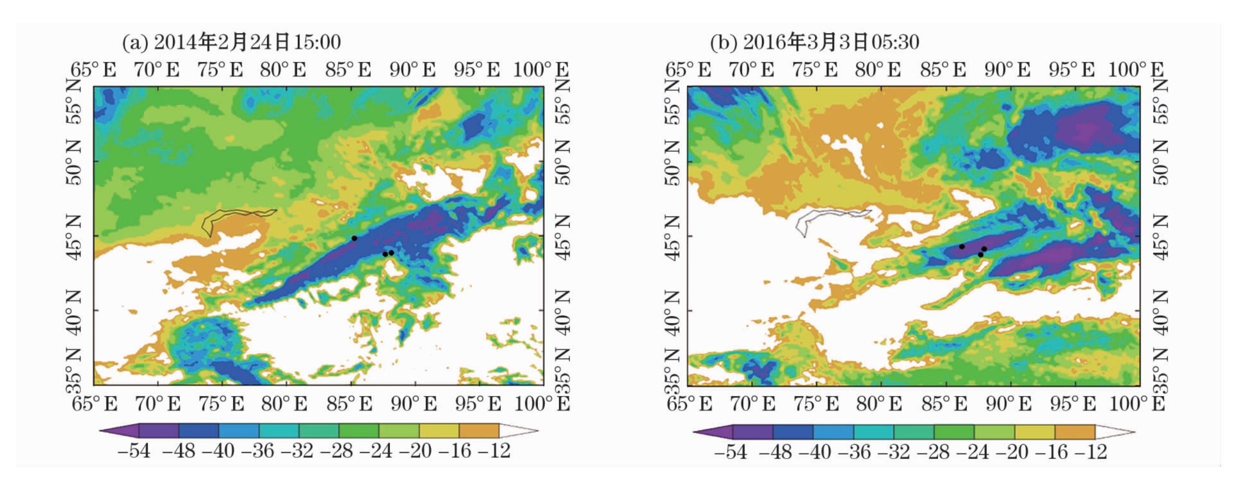


图 8　两次暴雪过程云图 *TBB* 演变(单位:℃,●为暴雪站)

Fig. 8　Two blizzard process cloud map *TBB* evolution (unit: ℃)

雪天气云系发展成熟较快且移动缓慢,有利于短时间内降雪增强。

5.2　雷达回波特征分析

利用乌鲁木齐多普勒雷达数据进一步分析回波与暴雪发生时间和落区间的联系。从1.5°仰角雷达反射率因子的变化可以看出,20140223暴雪天气在降雪过程中无强回波出现,在小时降雪量最大的2月24日15:00(图9a),乌鲁木齐及其周边区域回波中心强度仅为15～20 dBZ,最大回波顶高约2 km,降雪过程为天气尺度系统,无明显对流特征。20160302暴雪天气前期的3月3日05:19,回波位于雷达北方并呈东—西带状分布,局部有25～30 dBZ的回波中心,随着天气系统发展,回波由西北和偏北方向逐渐向东南移动并增强,乌鲁木齐和昌吉州开始有弱降雪出现。3月3日06:52(图9b),乌鲁木齐附近回波中心强度增强至35～45 dBZ,最大回波顶高约4 km,乌鲁木齐和昌吉州部分自动站小时降雪量超过4 mm达到过程中的最大值。随后回波中心强度逐渐减弱且回波范围明显缩小,小时降雪量也随之减小,过程降雪趋于结束。

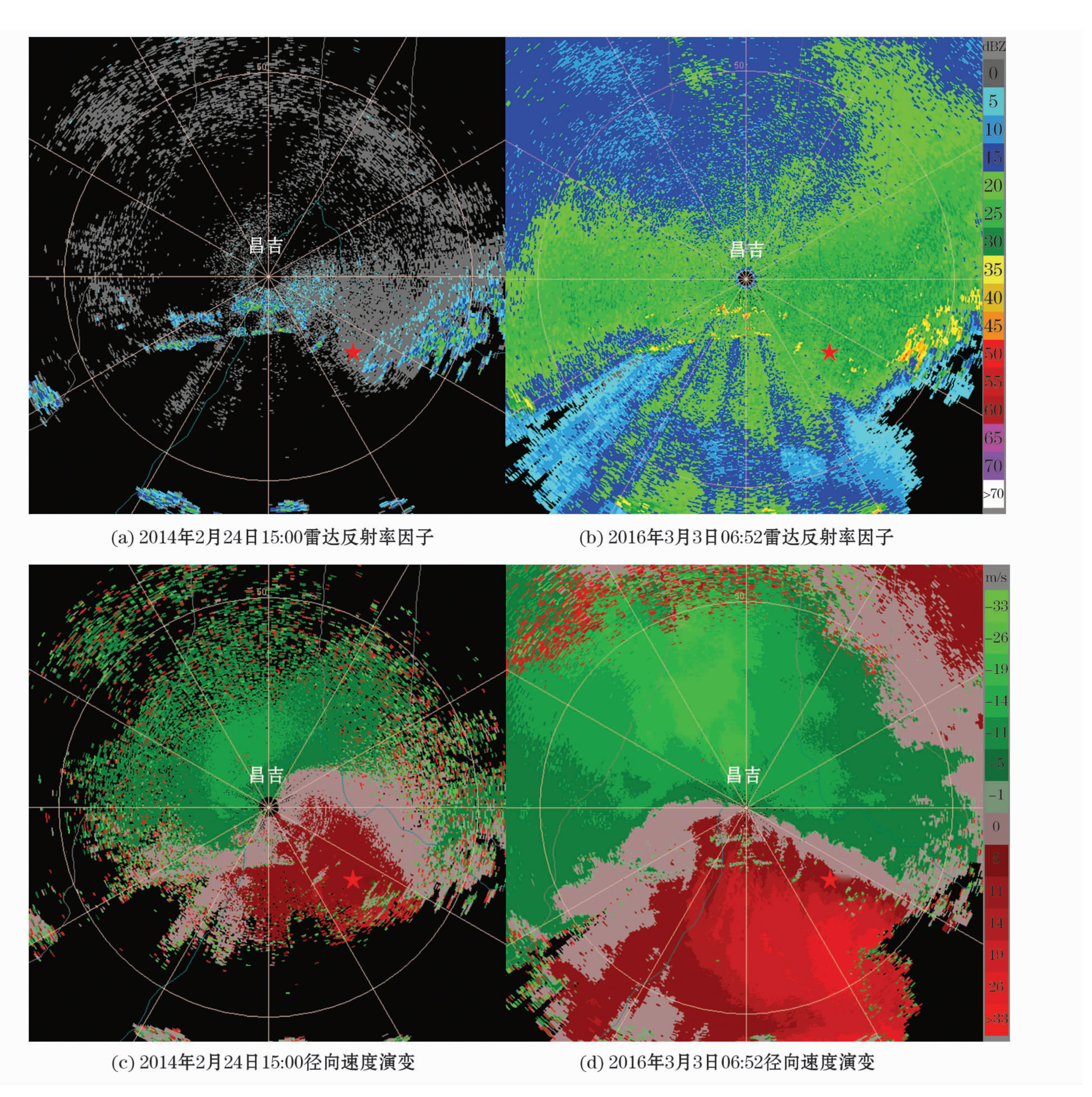


图9　两次暴雪过程乌鲁木齐(★)雷达反射率因子(单位:dBZ)和径向速度演变(单位:m·s^{-1},圆圈内为强回波和径向速度辐合区)

Fig. 9　Urumqi radar reflectivity factor (unit: dBZ) and radial velocity evolution during two blizzards (unit: m·s^{-1}, strong echo and radial velocity convergence zone in the circle)

在 1.5°仰角径向速度图上发现,两次暴雪过程中乌鲁木齐雷达站南北两侧均出现了正负径向速度对,降雪出现时雷达下方零速度线呈倒“V”型,乌鲁木齐处于倒“V”型中,上空有西北风和东北风,配合乌鲁木齐南部的山区,有利于风场辐合抬升作用。但两次暴雪过程的不同之处在于,20140223 暴雪天气强降雪发生时(图 9c)最大径向速度为 11 m·s^{-1},低空气流较弱;而 20160302 暴雪天气强降雪发生时(图 9d),在第一个距离圈附近东南部最大径向速度超过了 26 m·s^{-1},并且出现了速度模糊,牛眼结构较清晰,强的低空急流有利于水汽的输送和不稳定层结的建立。

5.3 暴雪天气模型及预报着眼点

对比两次暴雪天气发现,天山北麓的暴雪天气有以下预报模型(图 10):(1) 确定暴雪天气的高低空影响系统,降雪落区处于 500 hPa 槽前且存在高空和低空急流的耦合作用、低空切变线或辐合线的触发作用、地形对气流的辐合抬升作用的配合,易导致暴雪天气发生。(2) 暴雪发生前期有不稳定层结,暴雪发生时有湿对称不稳定存在则有利于小时降雪量的增强。(3) 关注 *TBB* 云团中心的强度和演变规律,其范围和梯度大小与小时降雪量呈正相关。(4)通过对多普勒雷达产品的监测,可以很好的确定降雪的强度和起止时间。

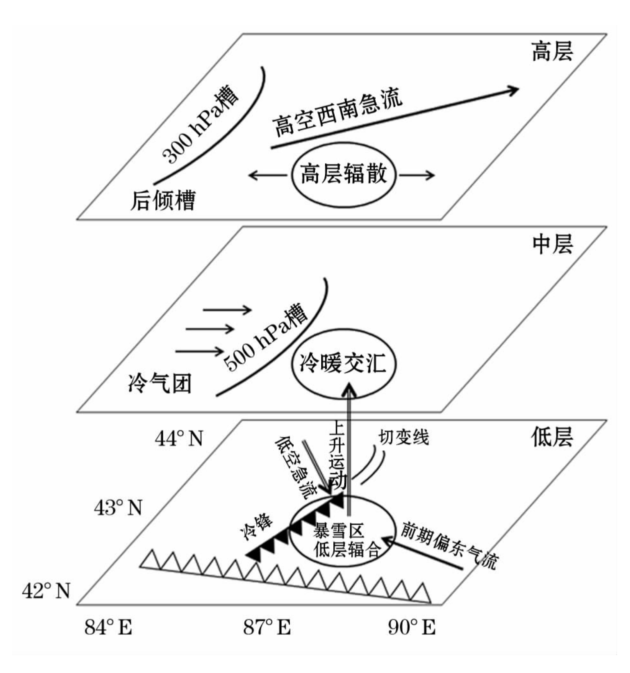


图 10 天山北麓暴雪天气模型

Fig. 10 Blizzard weather model in the northern foot of Tianshan Mountains

6 结 论

(1) 两次暴雪天气过程均受 500 hPa 西西伯利亚槽、700 hPa 切变线、高空急流、低空急流、地面冷锋等天气系统和地形辐合作用的共同影响,当低空急流携带丰沛的水汽到达暴雪区并产生了强烈的辐合,造成了天山北麓的暴雪天气。虽然两次暴雪过程的降雪落区和强度相似,但 20140223 暴雪天气为稳定而持久的降雪,而 20160302 暴雪天气的小时降雪量大、持续时间短。

(2) 对比两次过程的热力条件和动力条件发现,20160302 暴雪天气前期天山北麓的垂直温度梯度较大,使得温度层结的更加不稳定,且暴雪区位于高空急流入口区的右侧和低空急流的前部,使得高空辐散低空辐合,高空和低空急流的耦合作用有利于上升运动的增强,并形成了反热力环流。

(3) 诊断分析结果表明 20160302 过程的暴雪中心上空有湿对称不稳定存在,大气潜在不稳定能量较大,释放后使得短时间内降雪量增幅明显。这种湿对称不稳定是造成 20160302 暴雪过程最大小时降雪量偏大的主要原因。

(4) 通过对两次暴雪天气进行水汽后向轨迹追踪发现,20140223 暴雪天气的水汽相对集中来源于里海、黑海、巴湖等水域;20160302 暴雪天气的水汽来源范围较广,主要来自大西洋、巴伦支海、地中海、巴湖附近的水域,前期水汽到达巴湖上空后逐渐汇合加强,然后再随西北气流输送至暴雪区上空。从水汽通量散度的分析进一步表明,20160302 暴雪天气低层水汽的比湿大、辐合强且持续时间短,因此暴雪持续时间较短。

(5) 两次过程的暴雪中心均出现在云团 *TBB* 中心边缘的梯度较大处,中心云系的移动路径、发展、消亡与强降雪出现的范围、强度、维持时间呈正相关。对比雷达数据发现,低空急流的强度与暴雪强度关系密切。20160302 暴雪天气的回波具有明显风场的辐合时,小时降雪量增幅明显。

参考文献(References)

[1] 杨莲梅,刘雯. 新疆北部持续性暴雪过程成因分析[J]. 高原气象,2016,35(2):507－519. [YANG Lianmei,LIU Wen. Cause analysis of persistent heavy snow processes in the northern Xinjiang[J]. Plateau Meteorology,2016,35(2):507－519.]

[2] 杨莲梅,史玉光,汤浩. 北疆冬季降水异常成因[J]. 应用气象

学报,2010,21(4):491 - 499. [YANG Lianmei,SHI Yuguang,TANG Hao. Analysis on causes of winter precipitation anomalies in northern Xinjiang[J]. Journal of Applied Meteorological Science,2010,21(4):491 - 499.]

[3] 刘玉莲,任国玉,于宏敏,等. 我国强降雪气候特征及其变化[J]. 应用气象学报,2013,24(3):304 - 313. [LIU Yulian,REN Guoyu,YU Hongmin,et al. Climatic characteristics of intense snowfall in China with its variation[J]. Journal of Applied Meteorological Science,2013,24(3):304 - 313.]

[4] 张俊兰,崔彩霞,陈春艳. 北疆典型暴雪天气的水汽特征研究[J]. 高原气象,2013,32(4):1115 - 1125. [ZHANG Junlan,CUI Caixia,CHEN Chunyan. Study on water vapor characteristic of typical heavy snowstorm case in northern Xinjiang[J]. Plateau Meteorology,2013,32(4):1115 - 1125.]

[5] 张俊兰,万瑜,闵月. 乌鲁木齐"2015. 12. 11"极端暴雪天气的综合分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2017,11(1):1 - 10. [ZHANG Junlan,WAN Yu,MIN Yue. Comprehensive analysis of an extreme blizzard in Urumqi on December 11th,2015[J]. Desert and Oasis Meteorology,2017,11(1):1 - 10.]

[6] 张家宝,邓子风. 新疆降水概论[M]. 北京:气象出版社,1987. [ZHANG Jiabao,DENG Zifeng. A generality of rainfall in Xinjiang[M]. Beijing:Meteorology Press,1987.]

[7] 杨莲梅,杨涛,贾丽红,等. 新疆大 - 暴雪气候特征及其水汽分析[J]. 冰川冻土,2005,27(3):389 - 396. [YANG Lianmei,YANG Tao,JIA Lihong,et al. Analysis of the climate characteristic and water vapor of heavy snow in Xinjiang Region[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2005,27(3):389 - 396.]

[8] 庄晓翠,李博渊,张林梅,等. 新疆阿勒泰地区冬季大到暴雪气候变化特征[J]. 干旱区地理,2013,36(6):1013 - 1022. [ZHUANG Xiaocui,LI Boyuan,ZHANG Linmei,et al. Heavy snowstorm characteristics of climate climatic change in winter in Altay,Xinjiang[J]. Arid Land Geography,2013,36(6):1013 - 1022.]

[9] 郑玉萍,李景林,赵书琴,等. 乌鲁木齐48 a城市化进程对降水的影响[J]. 干旱区地理,2011,34(3):442 - 447. [ZHENG Yuping,LI Jinglin,ZHAO Shuqin,et al. Urbanization impact on precipitation of Urumqi City in recent 48 a[J]. Arid Land Geography,2011,34(3):442 - 447.]

[10] 姜逢清,张延伟,胡汝骥,等. 新疆年降水不规则性空间差异与长期演变[J]. 干旱区地理,2010,33(6):850 - 858. [JIANG Fengqing,ZHANG Yanwei,HU Ruji,et al. Spatial pattern and evolution of annual precipitation irregularity in Xinjiang[J]. Arid Land Geography,2010,33(6):850 - 858.]

[11] 万瑜,曹兴,窦新英,等. 中天山北坡春季寒潮型暴雪致灾成因分析[J]. 干旱区地理,2015,38(3):478 - 486. [WAN Yu,CAO Xing,DOU Xinying,et al. Disaster causes of a cold wave snowstorm in the north slope of middle Tianshan Mountains[J]. Arid Land Geography,2015,38(3):478 - 486.]

[12] 李如琦,唐冶,肉孜・阿基. 2010年北疆暴雪异常的环流和水汽特征分析[J]. 高原气象,2015,34(1):155 - 162. [LI Ruqi,TANG Ye,AJI Rouzii. Atmospheric circulation and water vapor characteristics of snowstorm anomalies in northern Xinjiang in 2010[J]. Plateau Meteorology,2015,34(1):155 - 162.]

[13] 李圆圆,肖开提・多莱特,杨莲梅,等. 一次中亚低涡造成的新疆暴雪天气过程分析[J]. 气象科学,2014,34(3):299 - 304. [LI Yuanyuan,DOLET Shavket,YANG Lianmei,et al. Analysis on a heavy snow by Central Asian vortex in Xinjiang[J]. Journal of the Meteorological Sciences,2014,34(3):299 - 304.]

[14] 张萍萍,吴翠红,祁海霞,等. 2013年湖北两次降雪过程对比分析[J]. 气象,2015,41(4):418 - 426. [ZHANG Pingping,WU Cuihong,QI Haixia,et al. Contrast analysis of two snowfall events in Hubei 2013[J]. Meteorology,2015,41(4):418 - 426.]

[15] 郑婧,许爱华,刘波,等. 江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析[J]. 气象,2010,36(4):30 - 36. [ZHENG Jing,XU Aihua,LIU Bo,et al. Analyses on the space time distribution characteristics and their influence systems of heavy snow in Jiangxi[J]. Meteorology,2010,36(4):30 - 36.]

[16] 杨晓霞,吴炜,万明波,等. 山东省两次暴雪天气的对比分析[J]. 气象,2012,38(7):868 - 876. [YANG Xiaoxia,WU Wei,WAN Mingbo,et al. A comparative analysis of two snowstorms in Shandong Province[J]. Meteorology,2012,38(7):868 - 876.]

[17] 史玉光,孙照渤. 新疆水汽输送的气候特征及其变化[J]. 高原气象,2008,27(2):310 - 319. [SHI Yuguang,SUN Zhaobo. Climate characteristics of water vapor transportation and its variation over Xinjiang[J]. Plateau Meteorology,2008,27(2):310 - 319.]

[18] 赵俊荣,杨雪,杨景辉. 新疆北部冬季暖区大降雪过程中尺度云团特征分析[J]. 高原气象,2010,29(5):1280 - 1288. [ZHAO Junrong,YANG Xue,YANG Jinghui. Analysis on mesoscale cloud characteristic of severe snowfall process in warm zone of northern Xinjiang winter[J]. Plateau Meteorology,2010,29(5):1280 - 1288.]

[19] 赵俊荣,杨雪,蔺喜禄,等. 一次致灾大暴雪的多尺度系统配置及落区分析[J]. 高原气象,2010,29(5):1280 - 1288. [ZHAO Junrong,YANG Xue,LIN Xilu,et al. Analyses on multi-scale system configuration and district of a disaster snowstorm[J]. Plateau Meteorology,2013,32(1):201 - 210.]

[20] 庄晓翠,覃家秀,李博渊. 2014年新疆西部一次暴雪天气的中尺度特征[J]. 干旱气象,2016,34(2):326 - 334. [ZHUANG Xiaocui,QIN Jiaxiu,LI Boyuan. Mesoscale characteristics of a snowstorm in western Xinjiang in 2014[J]. Journal of Arid Meteorology,2016,34(2):326 - 334.]

[21] ROSSBY C G. Planetery flow patterns in the atmosphere[J]. Q J R M S,1940,66(supple):68 - 87.

[22] 寿绍文. 位涡理论及其应用[J]. 气象,2010,36(3):9 - 18. [SHOU Shaowen. Theory and application of potential vorticity[J]. Meteorology,2010,36(3):9 - 18.]

Comparative analysis of two blizzard weather mechanisms in the northern piedmonts of Tianshan Mountains

MOU Huan[1], ZHAO Li[2], SUN Shuo-yang[3], TANG Hao[1], JIA Jian[4]

(1 *Xinjiang Meteorological Observatory*, *Urumqi* 830002, *Xinjiang*, *China*;

2 *Xinjiang School of Information Engineering*, *Urumqi* 830013, *Xinjiang*, *China*;

3 *Binjiang College*, *Nanjing University of Information Science & Technology*, *Nanjing* 210044, *Jiangsu*, *China*

4 *Urumqi Meteorological Bureau*, *Urumqi* 830002, *Xinjiang*, *China*)

Abstract: Two heavy blizzards in northern Xinjiang, China happened on February 23, 2014 and March 2, 2016. Although the central location and snowfall size of the two blizzards were similar, the hourly snowfall and snowfall duration of the two snowstorms were different. In particular, during the heavy snowfall in March 2016, the maximum hourly snowfall at some observation stations were nearly 4.0 mm, reaching the historical maximum since the setup of the recording system. But the maximum hourly snowfall of the blizzard in February 2014 was only 1.8 mm at the observatory. In order to understand the difference between the two blizzard weather events, this paper investigated the weather process about the two events using the meteorological observational data, NCEP/NCAR 1° × 1° re-analysis data, the GDAS (Global Data Assimilation System) data and the HYSPLIT4.9 model, FY-2E data and Doppler radar product. The results are summarized as following: The snowfall areas of the two blizzards were both located in the overlaying area in front of the 500 hPa trough with shearing or converging at the low-levels, diverging at the high-level, and large temperature advection gradient in the vertical direction, and in the larger gradient of the edge of the cloud *TBB* center. Domestic researchers has studied more about the effects of frontal forcing and symmetric instability on heavy rain, but their application in blizzard was less involved. Diagnosing atmospheric stability through moist potential vorticity revealed that the location of the blizzard center in 2016 and the area with moist potential vorticity negative value were basically the same. There was a moist symmetric instability over the blizzard area which is similar to that of a rainstorm. This mechanism can help the inclined updraft be formed and developed, then cause the release of a large potential unstable energy in the atmosphere and provide unstable mechanism for blizzard. When moist symmetric instability was gone, the hourly snowfall was also decreased. Therefore, this moist symmetric instability structure was the main cause of the large amount of snowfall in the blizzard in 2016. However, no moist symmetric instability was found in the blizzard in 2014, indicating that the conditional symmetric instability was not the only cause in northern Xinjiang. It may be affected by other mechanisms of instability, dynamic factors and thermal factors, but it had a significant effect on the increase of snowfall intensity per unit time. Snowfall was closely related to low-level jet. The intensity, duration and scope of the echo center were consistent with the changes in the center of the strong snowfall.

Key words: northern of Tianshan Mountains; blizzard; most potential vorticity; diagnostic analysis